

Distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici perivesuviani e suscettibilità a franare

Pantaleone De Vita¹, Pietro Celico¹

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", Via Mezzocannone 8, 80138 – Napoli.
E-mail e telefono: padevita@unina.it, 081-2535069; celico@unina.it, 081-2535071. Fax 081-2535070.

Distribution of pyroclastic soils on carbonate slopes in the perivesuvian area and landslide susceptibility

ABSTRACT: The debris slides – debris flows represent both one of the most significant denudation processes in the pyroclastic soil-mantled carbonate massifs that surround the Campanian Plain, and the main risk source for the towns located at the foot of their slopes, as is well known. The ash-fall deposits, mainly derived from the explosive activity of Mount Somma-Vesuvius, were varyingly distributed among the carbonate mountain ranges that surround the Plain, according to the dispersion axes of each eruption, reaching a total thickness values ranging from 4 to 7 metres onto the Sarno Mountains and values ranging around 2 metres onto the Lattari Mountains. After deposition on slopes, the pyroclastic deposits underwent denudation processes, mostly by means of mass movements, generally regulated by slope angle and by heavy rainfall occurrence, which accounts for the incompleteness of the volcanoclastic series along the slopes. In this paper, we discuss field data by which a relationship between slope angle and pyroclastic soil thickness has been found. Pyroclastic soil thickness results to be comparable with that theoretically fallen in slope angle ranges below 30°, instead it results to be reduced for higher values of slope angle, up to the approximate annulment above 50°. This physical feature, along with the very contrasting permeability of soil horizons, leads to an engineering-geological model in which high transmissivity horizons consisting of pumice lapilli, confined by less permeable deposits, undergo a reduction in thickness as slope angle increases, until they assume a lenticular shape with closure approximately above 35°. The model represents an improvement on the previously hypothesized slope stability models, giving a different comprehension of landslide susceptibility assessment due to occasional throughflow within the pyroclastic cover. Moreover it may give a useful tool for the estimation of pyroclastic soil volumes displaced by landslides and consequently for the forecasting of runout scenarios.

Key terms: Carbonate mountains, pyroclastic soil mantle, debris slide – debris flow, landslide susceptibility, landslide volume.

Termini chiave: Massicci carbonatici, coperture piroclastiche, debris slides – debris flows, suscettibilità a franare, volume di frana.

Riassunto

I depositi piroclastici, principalmente derivati dall'attività esplosiva del Somma-Vesuvio sono distribuiti nell'area perivesuviana in maniera disomogenea in accordo agli assi di dispersione di ciascuna eruzione, raggiungendo uno spessore teorico variabile da 4 a 7 m sui Monti di Sarno e attorno a 2 m sui Monti Lattari. Dopo la deposizione sui versanti carbonatici, i depositi piroclastici sono stati soggetti a fenomeni denudazionali, perlopiù rappresentati da movimenti di massa, generalmente controllati dall'angolo di pendio e dall'occorrenza di piogge di forte intensità; ciò si riflette attualmente nella presenza, lungo i versanti, di serie vulcanoclastiche incomplete. In questo lavoro è discussa l'interpretazione di un modello di distribuzione delle coltri piroclastiche lungo i versanti, derivato dall'analisi di dati rilevati in tre aree campione, rappresentative delle condizioni tipiche dell'innesco dei *debris slides – debris flows*. Uno dei principali risultati emersi è una relazione tra

l'angolo di pendio e l'assetto stratigrafico, che appare approssimativamente completo solo per condizioni morfologiche caratterizzate da valori generalmente inferiori a 30°, ed incompleto per valori superiori, comportando la terminazione verso valle degli orizzonti di lapilli pomicei ad elevata permeabilità. Tale modello consente una differente comprensione dei meccanismi di innesco, costituendo peraltro un utile ausilio per la stima dei volumi mobilitabili e quindi per la previsione dei possibili scenari di *runout*.

1. Premessa

L'instabilità delle coltri di origine piroclastica che ammantano i versanti carbonatici dell'area perivesuviana, ascrivibili ai Monti di Avella, Sarno e Lattari, rappresenta una delle problematiche di gestione del territorio maggiormente studiate negli ultimi anni dalla Comunità Scientifica, soprattutto dopo gli eventi tragici del 5 e 6 maggio 1998, sebbene tali fenomeni siano noti sin agli inizi

del secolo scorso. Gli studi sono stati principalmente rivolti al riconoscimento dei fattori predisponenti e scatenanti l'innescò di queste frane, il cui accadimento, sempre in diretta relazione di causa-effetto con le piogge, appare erratico, poiché generalmente non ripetibile nello stesso luogo, fortemente distruttivo e scatenato da instabilità di masse anche di dimensioni molto modeste, secondo una distribuzione in ampliamento ed avanzamento verso valle, uno stile complesso, una tipologia definibile *debris slide – debris flow*, ed una velocità estremamente rapida (Cruden & Varnes, 1996; WP/WLI, 1993b). La fase evolutiva intermedia, in cui il volume della massa coinvolta aumenta rapidamente, mediante l'ampliamento verso valle della superficie di rottura, può essere definita *debris avalanche* (Fiorillo *et alii*, 2001; Hungr *et alii*, 2001), durante la quale è possibile supporre l'esistenza di fenomeni di liquefazione delle coperture piroclastiche, parzialmente sature. Numerosi sono i lavori scientifici rivolti all'approfondimento dei molteplici aspetti sotto i quali questi fenomeni franosi possono essere studiati (geomorfologici, geotecnici, idrogeologici, idrologici, ecc.) che per la sintesi dell'articolo non possono essere citati. Tuttavia, tra i principali risultati emersi, che costituiscono un avanzamento delle conoscenze, rispetto a quelle note prima del 1998, sono da annoverare: il ruolo predisponente al dissesto dei tagli artificiali nella coltre piroclastica operati diffusamente lungo i versanti perivesuviani per la costruzione di strade di montagna (Celico & Guadagno, 1998); la caratterizzazione stratigrafica e pedologica della coltre piroclastica (Terribile *et alii*, 2000); l'esistenza di soglie idrologiche empiriche alle quali può essere indicativamente riferito l'innescò delle frane ed il ruolo delle condizioni pluviometriche antecedenti (Chirico *et alii*, 2000; De Vita, 2000; Fiorillo & Wilson, 2004; Guadagno, 1991).

2. Caratteri dei depositi piroclastici da caduta nell'area perivesuviana

Sui versanti carbonatici perivesuviani sono presenti, solo parzialmente ed in maniera fortemente discontinua, i termini più recenti della successione vulcanoclastica prodotta dalle eruzioni del Somma-Vesuvio. Tale successione si ritrova, invece, in maniera più completa e continua nell'ambito della Piana Campana, sebbene con variabilità laterali a grande scala indotte dalla differente distanza dal centro eruttivo, dal diverso orientamento degli assi di dispersione di ciascuna eruzione e dall'azione erosiva e deposizionale esercitata dalla rete idrografica.

Uno schema stratigrafico di riferimento della sequenza piroclastica è stato individuato nell'area pedemontana occidentale dei Monti di Sarno (Rolandi *et alii*, 2000). I prodotti piroclastici più antichi sono stati ascritti al Complesso Piroclastico Antico (CPA), costituito principalmente dai depositi da flusso dell'Ignimbrite campana, datata a circa 39 ka e dagli altri prodotti delle eruzioni dei Campi Flegrei e dell'Isola di Ischia. I prodotti

piroclastici più recenti sono stati invece ascritti al Complesso Piroclastico Recente (CPR) che comprende i depositi delle eruzioni del Monte Somma, tra cui, quelle maggiormente rilevanti sono le eruzioni di: Codola, datata 25 ka (Rolandi *et alii*, 2000); Sarno, datata 17 ka (Rolandi *et alii*, 2000); Ottaviano, datata 8 ka (Rolandi *et alii*, 1993a); Avellino, datata 3.76 ka (Rolandi *et alii*, 1993b). Fanno parte del Complesso Piroclastico Recente anche i prodotti delle eruzioni storiche del Vesuvio: del 79 d.C. (Lirer *et alii*, 1973), del 472 d.C. (Rolandi *et alii*, 1998) e del 1631 d.C. (Rosi *et alii*, 1993), nonché le successive, di minore rilevanza per il volume eruttato, di cui l'ultima avvenuta nel 1944.

Al fine di stimare la distribuzione del Complesso Piroclastico Recente nell'area perivesuviana è stata realizzata una carta delle isopache totali (De Vita *et alii*, 2005a) relativa alle principali eruzioni del Somma-Vesuvio, ottenuta mediante somma algebrica di mappe numeriche di spessore, elaborate mediante interpolazione geostatistica, a partire dai dati noti in letteratura (Fig. 1). Da tale carta è possibile evidenziare che il Complesso Piroclastico Recente ha raggiunto sui Monti di Sarno uno spessore massimo teorico compreso tra 4 e 7 m, mentre sui Monti Lattari esso ha raggiunto uno spessore variabile attorno a circa 2 m, sebbene nel settore settentrionale dello stesso gruppo montuoso si sia depositato uno spessore compreso tra 2 e 3 m. Per il meccanismo di deposizione da caduta, lo spessore indicato dalle isopache totali (St) può essere assimilato ad un flusso verticale che, se distribuito su un pendio inclinato, genera uno spessore reale (S), misurabile ortogonalmente al piano del pendio, che è funzione dell'angolo di pendio (α), secondo la relazione $S = St \cdot \cos \alpha$. Per la stessa modalità deposizionale, i depositi piroclastici tendono a mantellare i versanti generando una stratificazione parallela al pendio (Fisher, 1985).

Gli spessori indicati dalle isopache totali possono essere considerati come approssimativamente indicativi di quelli massimi teorici, poiché riscontrabili solo negli ambiti morfologici dei rilievi carbonatici a carattere conservativo, ovvero in quelle aree dove, per le particolari condizioni morfologiche, i processi denudazionali o di accumulo possono essere considerati trascurabili e quindi lo spessore della sequenza vulcanoclastica non ha approssimativamente subito variazioni. Zone di questo tipo sono generalmente rappresentate da settori di versante a debole pendenza, a profilo trasversale blandamente convesso o rettilineo, distanti da possibili zone di provenienza di movimenti di massa o da fonti di materiale colluviale, in assenza di reticolo idrografico drenante e con copertura boschiva.

Nei restanti ambiti morfologici dei rilievi carbonatici, dove i processi denudazionali hanno agito con maggiore intensità, lo spessore della coltre è inferiore a quello massimo teorico, pertanto le ricostruzioni stratigrafiche delle sequenze vulcanoclastiche e le correlazioni con le successioni riconosciute alla base dei versanti sono generalmente difficili.

3. Metodi di indagine applicati nelle aree campione

Le aree campione oggetto di questo studio sono state individuate tra quelle rappresentative delle condizioni morfologiche e geologiche, tipiche delle aree in cui si sono innescati i fenomeni iniziali di *debris slides*. Sono state studiate tre aree campione (Fig. 1), due ricadenti nei Monti di Sarno (A e B), in prossimità del rilievo di Pizzo d'Alvano (1.133 m s.l.m.), ed una ricadente nei Monti Lattari (C), tutte corrispondenti ad aree dove si sono innescati fenomeni franosi tra il 1997 ed il 1998 (Fig. 1). Nell'area campione A,

i rilievi di campo sono stati basati sull'applicazione di indagini geofisiche, geoelettriche e di sismica a rifrazione. Mentre, nelle altre aree campione (B e C) sono state realizzate indagini stratigrafiche mediante trincee esplorative. Gli scavi sono stati eseguiti a mano ed in condizioni morfologiche favorevoli alla messa in evidenza della stratigrafia, rappresentate da tagli artificiali già esistenti o da salti di pendenza naturali. Gli scavi hanno raggiunto il substrato solo nei casi in cui lo spessore apparente delle coperture è risultato inferiore ai 3 ÷ 4 m, mentre per spessori superiori è stato utilizzato, a partire dal

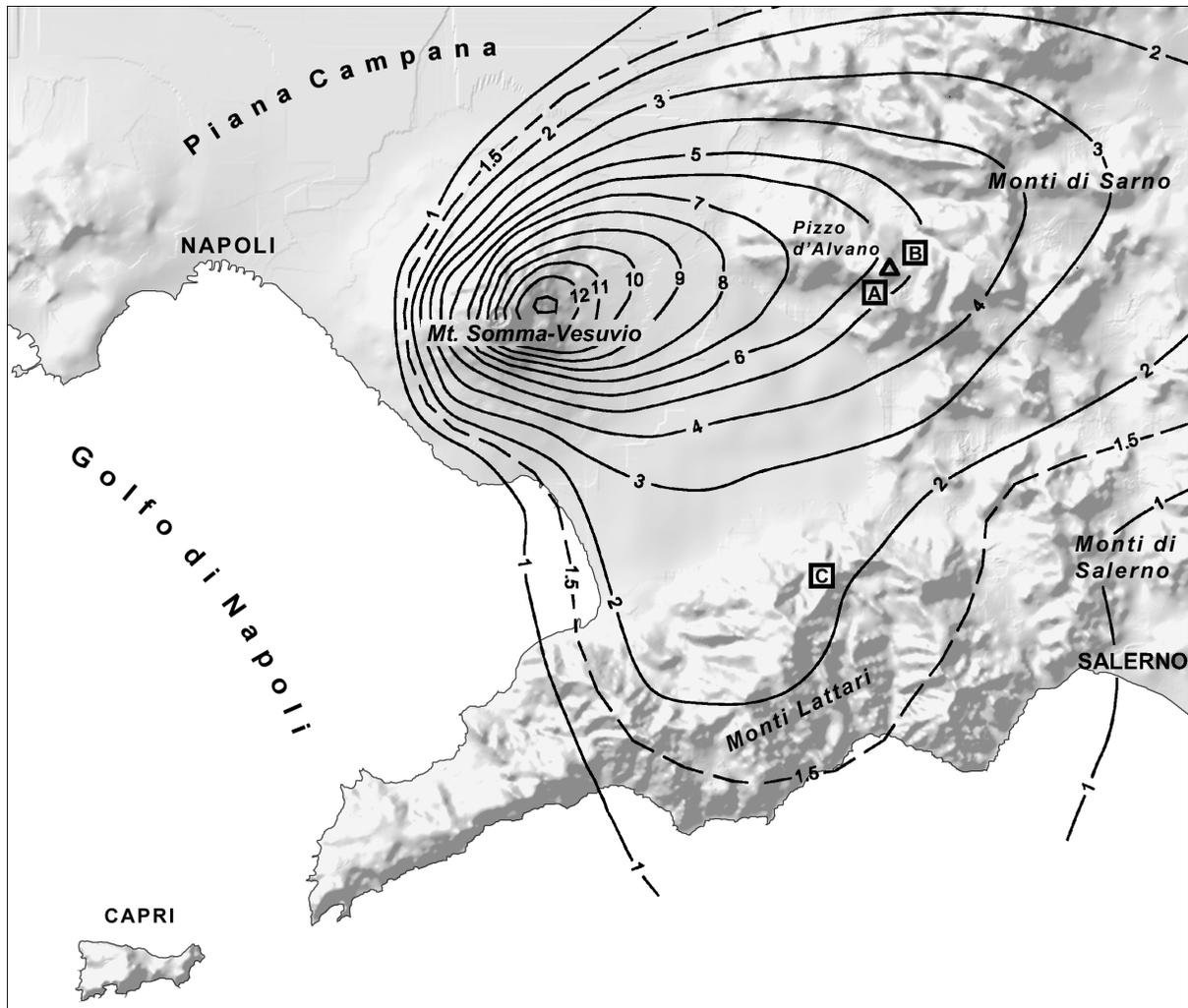


Figura 1: Carta delle isopache del Complesso Piroclastico Recente (CPR) (Rolandi *et alii*, 2000) (sommatoria delle isopache delle eruzioni di: "Codola" \Rightarrow 25 ka; "Sarno" \Rightarrow 17 ka; "Ottaviano" \Rightarrow 8 ka; "Avellino" \Rightarrow 3.76 ka; 79 d.C.; 472 d.C.; 1631 d.C.). I quadrati rappresentano le aree campione investigate (De Vita *et alii*, 2005a; 2005c); le isopache sono in metri.

Figure 1: Isopachous lines map of the Recent Pyroclastic Complex (RPC) (Rolandi *et alii*, 2000) (sum of the isopachous lines of the eruptions of: "Codola" \Rightarrow 25 ka; "Sarno" \Rightarrow 17 ka; "Ottaviano" \Rightarrow 8 ka; "Avellino" \Rightarrow 3.76 ka; 79 d.C.; 472 d.C.; 1631 d.C.). The squares represent the investigated sample areas (De Vita *et al.*, 2005a; 2005c); isopachous lines are in metres.

fondo dello scavo un campionatore a percussione del tipo *open sampler* (US Army Corps of Engineers, 1996), che ha consentito di ricostruire la restante parte della stratigrafia. Ai fini del rilevamento stratigrafico delle coperture

piroclastiche è stato adottato il criterio classificativo basato sul riconoscimento degli orizzonti pedologici (Terribile *et alii*, 2000; USDA, 1998); questo criterio, abbinato a quello propriamente litostratigrafico, ha consentito di riconoscere

la successione di differenti episodi deposizionali, alternati a fasi di stasi, durante le quali hanno agito i fenomeni pedogenetici.

I vari orizzonti, dopo campionatura ed analisi di laboratorio delle principali proprietà indice, sono stati classificati mediante il sistema internazionale USCS.

Le attività di ricerca sono state articolate in fasi successive, dapprima orientate alla sperimentazione dell'applicabilità dei geofisici per la stima dello spessore e dell'assetto stratigrafico (De Vita *et alii*, 2003; 2005a). Tale sperimentazione è apparsa giustificabile per le difficili condizioni logistiche che impediscono il trasporto di attrezzature pesanti, altrimenti necessarie per la stima degli spessori più elevati (fino a 7 m). Successivamente le indagini sono state rivolte all'approfondimento delle caratteristiche stratigrafiche nelle aree caratterizzate da spessore minore (De Vita *et alii*, 2005b; 2005c).

3.1 Analisi dei dati e risultati

L'esecuzione dei sondaggi elettrici verticali e di sismica a rifrazione, lungo i versanti dell'area campione A, ha consentito di caratterizzare il differente comportamento geofisico dei terreni piroclastici di copertura e del substrato carbonatico, fornendo informazioni utili per l'interpretazione delle condizioni di innesco dei *debris-slides*. Nella maggior parte dei casi, le curve di resistività apparente sono risultate di tipo H, quindi caratterizzate dalla presenza di tre elettrostrati di cui quello centrale con valore minimo di resistività. Questo elettrostrato a bassa resistività separa la parte superficiale della copertura piroclastica, da quella sottostante, attribuibile al substrato carbonatico. Esso può essere riferito, così come è stato evinto dalle indagini stratigrafiche, alla presenza di un orizzonte piroclastico basale a bassa resistività, corrispondente ad un paleosuolo a diretto contatto con il substrato. La presenza di detto orizzonte consente, peraltro, la distinzione dei soprastanti livelli di lapilli pomicei dal substrato carbonatico, poiché entrambi a resistività relativamente elevata (rispettivamente $150 \div 7.000 \Omega\text{m}$ e $1.500 \div 12.000 \Omega\text{m}$). La stima dello spessore della coltre mediante altri metodi, come sondaggi di sismica a rifrazione e di prove penetrometriche dinamiche, ha permesso di calibrare i valori di resistività delle coperture piroclastiche e quindi di affinare l'inversione dei sondaggi elettrici verticali. Gli spessori della coltre piroclastica stimati mediante le suddette indagini sono risultati progressivamente ridotti all'aumentare dell'angolo di pendio, soprattutto al disopra del valore di 30° .

Dal punto di vista operativo, i sondaggi di sismica a rifrazione sono risultati ben applicabili per la stima dello spessore totale della coltre piroclastica ma non idonei a differenziare l'assetto stratigrafico della stessa, cosa che il metodo geoelettrico ha in molti casi consentito, permettendo di identificare gli orizzonti superficiali pedogenizzati (A e B), gli orizzonti di lapilli pomicei (C), il paleosuolo basale

(Bb) e il substrato carbonatico (R), caratterizzati da resistività differenti (Fig. 2).

Tale risultato ha indirizzato le successive ricerche, orientandole verso l'approfondimento dell'assetto stratigrafico delle coltri piroclastiche al diminuire dello spessore. Sono state pertanto effettuate, nelle aree campione B e C, indagini stratigrafiche mediante scavo di trincee esplorative. In queste aree sono state identificate sequenze vulcanoclastiche più complete nelle aree di versante morfologicamente conservative, caratterizzate da valori bassi dell'angolo di pendio, e sequenze incomplete nelle aree a maggiore acclività. Nell'area campione B, posizionata a NE di Pizzo d'Alvano, è stata riscontrata una sequenza vulcanoclastica più completa in prossimità di un crinale secondario, caratterizzata da: 1) orizzonte A, classificabile come terra organica (Pt); 2) orizzonte B, caratterizzato prevalentemente da piroclasti pomicei, variabili granulometricamente da ceneri grossolane a fini, pedogenizzati, classificabili come sabbia con limo (SM); 3) orizzonte C, costituito da piroclasti pomicei scarsamente alterati ed a spigoli vivi, con dimensione massima fino a 30 mm, variabili dai lapilli alle ceneri grossolane, classificabili come ghiaie e sabbie pulite da poco a ben gradate (GW o GP); 4) orizzonte Bb, corrispondente ad un orizzonte B sepolto dal successivo evento deposizionale e pertanto considerabile come un paleosuolo, classificabile come sabbia con limo (SM); 5) orizzonte Cb, rappresentativo di un orizzonte C sepolto, costituito da piroclasti pomicei di dimensioni variabili dai lapilli alle ceneri grossolane, classificabile come l'orizzonte C (GW o GP); 6) orizzonte Bb basale, corrispondente ad un deposito piroclastico residuale, fortemente pedogenizzato, rappresentativo dei prodotti delle eruzioni precedenti, classificabile anch'esso come sabbia con limo (SM); 7) orizzonte R, corrispondente al substrato carbonatico. Dal punto di vista litostratigrafico, la sequenza può essere riferita, in base alle caratteristiche degli orizzonti C, alla successione delle eruzioni di Ottaviano (orizzonte Cb) e di Avellino (orizzonte C). In tale successione, gli orizzonti Bb possono essere considerati il frutto di un processo pedogenetico che ha agito sui prodotti piroclastici in giacitura primaria.

Le indagini stratigrafiche effettuate in aree di versante morfologicamente meno conservative, ovvero caratterizzate da un maggiore angolo di pendio, mostrano spessori più ridotti, quindi sequenze incomplete, evidenziando l'esistenza di un solo orizzonte C, fino all'assenza dello stesso, che si manifesta mediante la saldatura degli orizzonti B e Bb basale (Fig. 2).

I caratteri stratigrafici delle coperture piroclastiche rilevati nell'area campione C, nei Monti Lattari, sono in linea generale simili ai precedenti, differendo da questi per il minore spessore della sequenza vulcanoclastica, in accordo alla differente potenza del Complesso Piroclastico Recente in quest'area (Fig. 1). Per tale motivo, le sequenze vulcanoclastiche maggiormente complete, rilevate nelle aree più conservative, evidenziano la presenza di un solo

orizzonte C, costituito da lapilli pomicei, attribuibile all'eruzione del 79 d.C. Anche in questo caso, come nel precedente, l'incremento dell'angolo di pendio comporta la presenza di sequenze vulcanoclastiche progressivamente ridotte fino alla scomparsa dell'orizzonte C e quindi fino alla saldatura dell'orizzonte B a quello Bb basale.

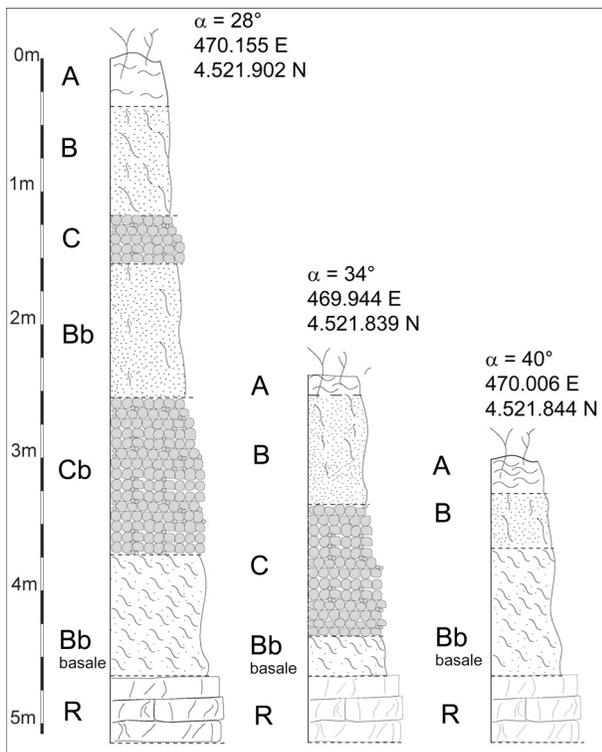


Figura 2: Stratigrafie rappresentative rilevate nell'area campione dei Monti di Sarno (B). Gli spessori sono espressi in termini reali. Sono riportate le coordinate UTM (fuso 33) dei punti e l'angolo medio di pendio locale.

Figure 2: Representative stratigraphies surveyed in the Sarno Mountains sample area (B). Thickness is expressed in real terms. The UTM coordinated (33 zone) and the local mean slope angle value have also shown.

Mediante la caratterizzazione granulometrica dei depositi è stata approssimativamente stimata la conducibilità idraulica a saturazione (K_{sat}) mediante le formule empiriche di Hazen, Kozeny e Beyer (Vukovic & Soro, 1992), evidenziando per gli orizzonti C valori compresi tra 10^{-1} e 10^1 cm/s, valori compresi tra 10^{-3} e 10^{-5} cm/s per gli orizzonti Bb basali e valori intermedi per gli orizzonti B (De Vita *et alii*, 2005c). Tali risultati sono confrontabili con quelli proposti da altri Autori per gli stessi terreni (Cascini, 2004; Crosta & Dal Negro, 2003).

4. Modelli di distribuzione delle coltri piroclastiche lungo i versanti carbonatici e suscettibilità a franare

Le indagini condotte nelle tre aree campione hanno

consentito di identificare, sebbene in maniera preliminare, un modello concettuale di distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici, rappresentato dalla progressiva riduzione dello spessore all'aumentare dell'angolo di pendio, a partire da valori comparabili con quello massimo teorico precipitato nell'area (Fig. 1). In particolare, i valori massimi dello spessore reale della coltre piroclastica sono comparabili con quello massimo teorico, fino ad un valore dell'angolo di pendio pari a circa 30° , al disopra del quale la coltre diminuisce progressivamente di spessore fino approssimativamente all'annullamento per valori dell'angolo di pendio superiori a circa 50° .

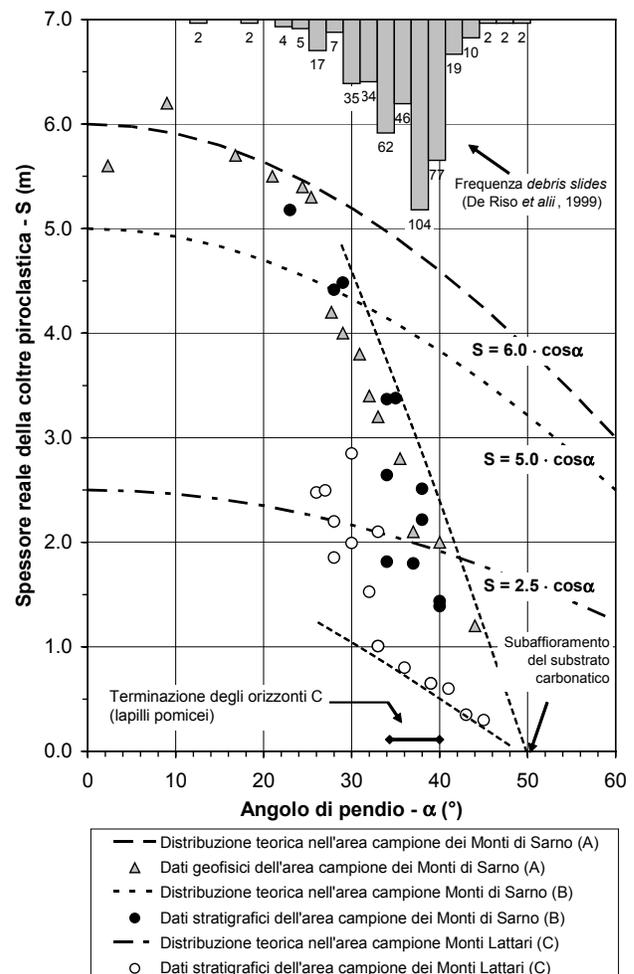


Figura 3: Correlazione tra lo spessore reale della coltre piroclastica e l'angolo di pendio medio locale. Sono anche visualizzati le distribuzioni teoriche del Complesso Piroclastico Recente stimate per le aree campione dei Monti di Sarno e Lattari, gli involucri dei dati sperimentali e la distribuzione di frequenza dei *debris slides* (de Riso *et alii*, 1999).

Figure 3: Correlation between real thickness of pyroclastic mantle and the local mean slope angle. Theoretical distributions of the Recent Pyroclastic Complex, calculated for the slopes of Sarno and Lattari Mountains sample areas, envelopes of experimental data and frequency of debris slides (de Riso *et al.*, 1999) have also shown.

La riduzione dello spessore della coltre piroclastica comporta un progressivo assottigliamento degli orizzonti C, fino alla terminazione verso valle degli stessi, che avviene per saldatura dell'orizzonte B con l'orizzonte Bb basale, generalmente per angoli di pendio superiori a 35°. Questa analisi, basata sulla correlazione degli spessori con l'angolo di pendio (Fig. 3), può essere considerata di generale applicazione poiché il fenomeno di riduzione dello spessore della coltre piroclastica è riscontrabile nei diversi ambiti morfologici di versante, laddove esiste una deposizione primaria di prodotti piroclastici.

Il modello geologico proposto, abbinato alle caratteristiche di conducibilità idraulica dei vari orizzonti, evidenzia l'esistenza di un sistema idrogeologico superficiale a più strati, caratterizzato da orizzonti a forte contrasto di permeabilità, in cui gli orizzonti C, più permeabili, terminano verso valle e sono chiusi dagli orizzonti B e Bb, molto meno permeabili. Ciò comporta, ipotizzando l'esistenza occasionale di una falda sospesa con superficie piezometrica coincidente con il piano campagna, un decremento della trasmissività verso valle. Tale modello giustifica la formazione di un deflusso subsuperficiale (*throughflow*) che, nelle aree di convergenza morfologica e/o di assottigliamento o chiusura dell'orizzonte C, comporterebbe incrementi di pressioni neutre localizzati, critici per la stabilità della coltre. Questo modello appare essere giustificato dalla frequenza di accadimento dei *debris slides* nelle differenti classi di angolo di pendio (De Riso *et alii*, 1999) che raggiunge il valore massimo tra 34° e 40° (Fig. 3)

5. Conclusioni

I risultati illustrati in questo lavoro consentono di delineare nuove linee di ricerca, riguardanti la suscettibilità a franare delle coltri piroclastiche che ammantano i versanti carbonatici perivesuviani, avendo ipotizzato i fattori che controllano i processi morfoevolutivi delle stesse. In base ai dati discussi è possibile ipotizzare un modello di formazione di una falda sospesa occasionale nell'ambito della coltre piroclastica poiché l'assetto stratigrafico della coltre lascerebbe escludere l'ipotesi della formazione di una falda sospesa nell'ambito della porzione più superficiale dell'ammasso roccioso carbonatico, soprattutto per la costante presenza dell'orizzonte basale, a bassa permeabilità, che costituisce il riempimento delle discontinuità dell'ammasso roccioso. Ulteriori affinamenti del modello dovranno essere rivolti all'analisi del ruolo del

bosco, i cui apparati radicali conferiscono coesione alla parte superficiale dei depositi, poiché generalmente non attraversano l'orizzonte C (se non nei casi in cui questi sono molto assottigliati). Infatti, laddove il suddetto effetto non esiste, le coperture piroclastiche risultano essere ridotte a valori che competono ad angoli di pendio superiori.

In definitiva, i risultati presentati in questo studio possono essere considerati a carattere di indirizzo per l'applicazione di un modello di stabilità distribuito delle coperture piroclastiche, più articolato di quelli attualmente esistenti, del tipo Shallstab (Montgomery *et alii*, 1994), nei quali lo spessore dei terreni di copertura e le caratteristiche idrodinamiche degli stessi sono considerate costanti.

Infine, il modello empirico proposto consente la redazione di carte dello spessore delle coperture piroclastiche (Fig. 4), che, sebbene valide per ristretti ambiti territoriali, costituirebbero un valido strumento per la stima dei volumi mobilitabili dai fenomeni franosi. Da queste, infatti, potrebbero essere ricavati differenti scenari di *runout*, in base alle relazioni empiriche esistenti tra il volume mobilitato e l'angolo di *reach* (Budetta & de Riso, 2004; Corominas, 1996).

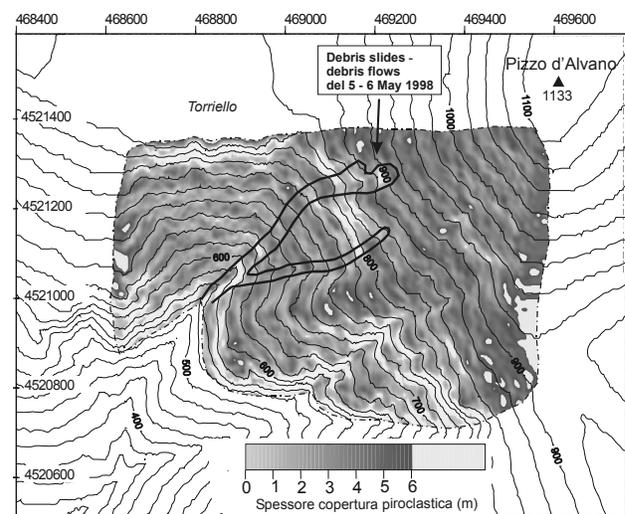


Figura 4: Carta dello spessore delle coperture piroclastiche nell'area A, ottenuta dall'applicazione del modello empirico (da De Vita *et alii*, 2005a, modificato). Le coordinate sono nel sistema UTM (fuso 33).

Figure 4: Soil thickness map of area A, obtained from the application of the empirical model (modified from De Vita *et alii*, 2005a). Coordinates are in the UTM system (33 zone).

6. Bibliografia

Budetta P. & de Riso R. (2004) - The mobility of some debris flows in pyroclastic deposits of the northwestern Campanian region (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, 63, 293-302.

Cascini L. (2004) - The Flowslides of May 1998 in the Campania Region: The Scientific

Emergency Management. *Rivista italiana di Geotecnica*, 2, 11-44.

Celico P. & Guadagno F.M. (1998) - L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze. *Quaderni di Geologia Applicata* 5-1, 75-133.

Chirico G.B., Claps P., Rossi F. & Villani P. (2000) - Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation in the Campanian volcanoclastic soil. *Mediterranean Storms. Proceedings of the EGS Plinius Conference*, 473-484.

Corominas J. (1996) - The angle of reach as a mobility index for small and large landslides.

- Canadian Geotechnical Journal, 33, 260-271.
- Crosta G. & Dal Negro P. (2003) - Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 53-69.
- Cruden D.M., Varnes D.J. (1996) - Landslides Types and Processes. In: "Landslides: Investigation and Mitigation". Transportation Research Board. National Academy of Sciences.
- De Riso R., Budetta P., Calcaterra D. & Santo A. (1999) - Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano. Atti della conferenza su "Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi, Trento, 133-150.
- De Vita P. (2000) - Fenomeni di instabilità delle coperture piroclastiche dei Monti Lattari, di Sarno e di Salerno (Campania) ed analisi degli eventi pluviometrici determinanti. *Quaderni di Geologia Applicata*, 7, 213-239.
- De Vita P., Agrello D., Ambrosino F. (2003) - Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits covering carbonate slopes surrounding the Vesuvius: application of geophysical surveys for soil depth mapping. EGS-AGU-EUG Joint Assembly Nice, 6-11 April 2003 (Abstract EAE03-A-10031-1).
- De Vita P., Agrello D., Ambrosino F. (2005a) - Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. *Journal of Applied Geophysics* (in stampa). DOI: 10.1016/j.jappgeo.2005.09.001.
- De Vita P., Siniscalchi M., Panza R. (2005b) - Distribution of ash-fall deposits on Campanian carbonate slopes and implications on debris slides - debris flows initiation. EGU General Assembly, Vienna, 24-29 April 2005 (Abstract EGU05-A-09710).
- De Vita P., Celico P., Siniscalchi M. & Panza R. (2005c) - Distribution, hydrogeological features and landslide hazard of pyroclastic soils on carbonate slopes in the area surrounding Mount Somma-Vesuvius. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* (in stampa).
- Fiorillo F., Guadagno F.M., Aquino S. & De Blasio A. (2001) - The December 1999 Cervinara landslides: further debris flows in the pyroclastic deposits of Campania (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 60, 171-184.
- Fiorillo F. & Wilson R.C. (2004) - Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy). *Engineering Geology* 75, 263-289.
- Fisher R.V., 1985. *Pyroclastic rocks*. Springer, pp. 472.
- Guadagno F.M. (1991) - Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy). In: Proc. Int. Conf. on Slope stability engineering: developments and applications, (Ed) Chandler, R. J., Isle of Wight, UK, 109-114.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Huctinson J.N. (2001) - A review of the classification of landslides of flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Lirer L., Pescatore T., Booth B. & Walker J.P.L. (1973) - Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius. *Geological Society American Bulletin*, 84, 759-772.
- Montgomery D.R. & Dietrich W.E. (1994) - A Physically-Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding. *Water Resources Research*, 30, 1153-1171.
- Rolandi G., Bartolini F., Cozzolino G., Esposito N., Sannino D. (2000) - Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano. *Quaderni di Geologia Applicata*, 7-1, 213-235.
- Rolandi, G., Maraffi, S., Petrosino, P., Lirer, L. (1993a) - The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y B.P.): a magmatic alternating fall and flow forming eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 43-65.
- Rolandi, G., Mastrolorenzo, G., Barrella, A.M., Borrelli, A. (1993b) - The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 y.B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 67-88.
- Rolandi, G., Petrosino, P., Mc Geehin, J. (1998) - The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 19-52.
- Rosi, M., Principe, C., Vecchi, R. (1993) - The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 151-182.
- Terribile F., di Gennaro A., Aronne G., Basile A., Buonanno M., Mele G., Vingiani S. (2000) - I suoli delle aree di crisi di Quindici e Sarno: aspetti pedogeografici in relazione ai fenomeni franosi del 1998. *Quaderni di Geologia Applicata*, 7-1, 81-95.
- USDA, 1998. *Keys to soil taxonomy*.
- US Corps of Engineers (1996) - *Engineering and Design Soil Sampling*. EM 1110-1-1906.
- Vukovic M. & Soro A. (1992) - Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size distribution. *Water Resources Publications*.
- WP/WLI (1993b) - *Multilingual landslide Glossary*. Bi-Tech Publisher, Richmond, British Columbia, Canada, 59.